

# 库鲁克塔格地区火山岩的岩浆 过程与源区组成

姜常义 白开寅 黑爱芝 赵晓宁 张虹波

(西安工程学院, 西安 710054)

关键词 火山岩 岩石学 地球化学 构造环境 岩浆过程 地幔源区

摘要 在新疆库鲁克塔格地区的震旦纪和寒武纪沉积岩地层中, 分布有四层火山岩。它们分别产生于早震旦世的贝义西组、晚震旦世的扎摩克提组和水泉组以及早寒武世的西山布拉克组。其中, 西山布拉克组和水泉组火山岩均属碱性玄武岩系列; 扎摩克提组火山岩分属碱性玄武岩系列和拉斑玄武岩系列; 贝义西组火山岩具有明显的双峰式组合特征, 大部分属碱性火山岩。它们的多元素配分曲线均呈现出板内玄武岩的大隆起特征。斜长石的分离结晶作用导致少部分火山岩具有负锶异常。西山布拉克组和水泉组火山岩的 $\text{SiO}_2$ 饱和度低于扎摩克提组拉斑玄武岩。相应地, 前者的不相容元素丰度普遍高于后者。两者之间的差异主要是部分熔融程度的差异所致。稀土元素的强烈分馏以及重稀土元素显著贫化, 意味着这些火山岩源自于大陆岩石圈地幔的石榴石二辉橄榄岩。 $\text{Ba}/\text{Nb}$ 、 $\text{La}/\text{Nb}$ 、 $\text{Ba}/\text{La}$ 、 $\text{Ba}/\text{Th}$ 和 $\text{Rb}/\text{Nb}$ 比值证明, 这些火山岩全部源自于富集型地幔源区, 而且主要是EMI型地幔。

## 1 地质背景与时代

新疆库鲁克塔格地块位于塔里木盆地的东北缘, 属该盆地边缘的断块隆起区。库鲁克塔格地区广泛出露达格拉克布拉克群、兴地塔格群等太古宙至古元古代变质地层<sup>[1]</sup>, 震旦纪-寒武纪地层直接覆于这些早前寒武纪地层之上。新疆石油管理局等单位从沉积学角度对震旦纪-寒武纪地层进行过详细研究<sup>[2]</sup>, 新疆地质矿产局则着重于地层学方面的工作, 并对震旦纪火山岩进行过初步研究, 内容包括火山岩层序、时代、火山活动特征、岩相学与岩石化学特征<sup>[3]</sup>。按照所赋存的地层时代, 火山岩分属震旦系底部的贝义西组、晚震旦世的扎摩克提组和水泉组、寒武系底部的西山布拉克组。贝义西组火山岩分布广泛, 东西向断续展布达300多公里。其余三个组火山岩主要分布于库鲁克塔格中西部地区(图1)。在不同地段, 火山岩的厚度有较大的变化。西山布拉克组、水泉组和扎摩克提组火山岩的厚度介于数十米至数百米之间, 而贝义西组火山岩最厚处达1408m。

## 2 岩相学

本区的基性火山岩有四种基本结构类型: 辉绿结构、间隐结构、间粒结构和细碧结构。

第一作者简介 姜常义, 男, 1951年4月出生, 教授, 理学硕士, 岩石学专业。

收稿日期 1999-03-29, 改回日期 1999-06-04

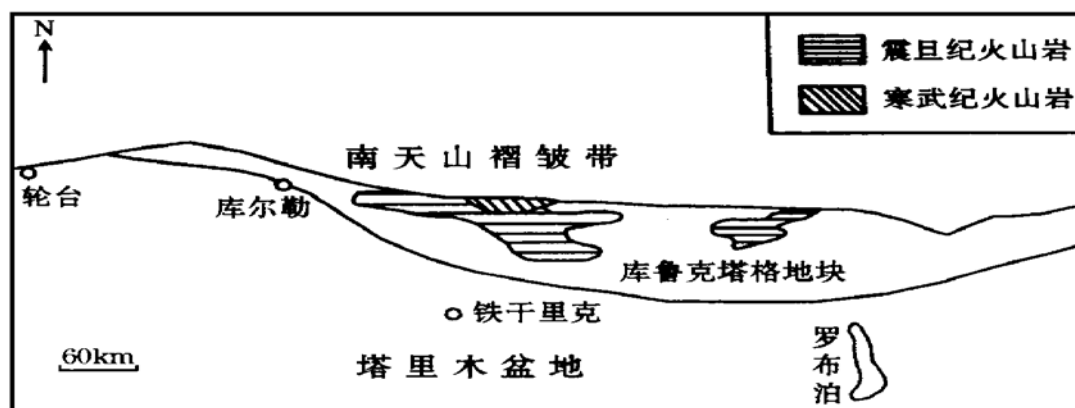


图1 库鲁克塔格地区火山岩构造背景与空间分布图

Fig. 1 Tectonic setting and spatial distribution diagram of volcanic rocks in kuruktag area

对于前三种结构类型而言, 充填于长板状基性斜长石之间的物质主要是单斜辉石、橄榄石和玻璃质。在有些层位中, 还有结晶略晚的黑云母。细碧结构比较典型, 主要由钠长石、阳起石、绿帘石、绿泥石、石英和方解石组成。少部分岩石具斑状结构, 斑晶主要是拉长石, 次为辉石, 个别为橄榄石。副矿物有长柱状磷灰石、钛铁矿、锐钛矿、榍石、磁铁矿和锆石。在个别薄片(如 XX<sub>18</sub>B<sub>1</sub>), 磷灰石含量达 3%~4%。本区基性火山岩的热液蚀变比较普遍, 主要表现为绿泥石化、阳起石化、方解石化和皂石化。杏仁状构造比较发育, 杏仁体主要由绿泥石、钠长石和阳起石组成。

本区中酸性火山岩多具斑状结构, 斑晶主要是斜长石, 有些酸性火山岩有少量钾长石和石英斑晶。中性火山岩基质部分呈玻晶交织结构, 而酸性火山岩均呈霏细结构。粗面岩具有比较典型的粗面结构, 微细板条状长石平行排列。中酸性火山岩的热液蚀变普遍较弱。

本区火山碎屑岩比较发育, 除凝灰岩、角砾岩和集块岩之外, 还有熔结凝灰岩。

### 3 同化混染与风化淋滤作用对化学组分的影响

西山布拉克组 XX<sub>12</sub>B<sub>2</sub> 样品(表 1)的 SiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O、Rb 和 Ba 丰度不同程度地偏高, 这种情况不可能是由于熔融程度的增加所致。因为, 熔融程度的增加固然可以增加 SiO<sub>2</sub> 含量和饱和度, 但 K、Rb、Ba 等高度不相容元素的丰度会随着熔融程度的增加而降低。故这种高度不相容元素丰度与 SiO<sub>2</sub> 含量的同步增长只能是同化陆壳物质所致。由于其他元素的丰度没有受到可察觉的影响, 所同化的陆壳物质是少量的。水泉组 XX<sub>18</sub>B<sub>1</sub> 样品的 K<sub>2</sub>O、Rb、Ba 丰度不同程度地偏低, 以及贝义西组 IV<sub>7</sub>B<sub>1</sub> 样品 K<sub>2</sub>O、Rb、Ba、Th、U、Ta、Nb 的明显贫化, 显然是受风化淋滤作用的影响, 这种风化淋滤作用基本没有影响其他元素的丰度。

### 4 岩石化学组成与岩石组合

对于所有的基性火山岩, 均可根据硅-碱图(图 2)划分为碱性与亚碱性系列<sup>[5]</sup>。对于

表1 火山岩岩石化学组成(%)与微量元素丰度( $10^{-6}$ )

Table 1 Petrochemical composition and trace element abundance of volcanic rocks

组名	西山布拉克组				水果组				扎摩克提组				贝义西组			
样品号	XX <sub>3</sub> B <sub>2</sub>	XX <sub>10</sub> B <sub>1</sub>	XX <sub>12</sub> B <sub>1</sub>	XX <sub>12</sub> B <sub>2</sub>	XX <sub>18</sub> B <sub>1</sub>	XX <sub>18</sub> B <sub>3</sub>	XX <sub>22</sub> B <sub>2</sub>	XX <sub>22</sub> B <sub>3</sub>	KL <sub>16</sub> B <sub>1</sub>	KL <sub>16</sub> B <sub>2</sub>	KL <sub>16</sub> B <sub>4</sub>	XX <sub>16</sub> B <sub>3</sub>	IV <sub>7</sub> B <sub>1</sub>	IV <sub>10</sub> B <sub>2</sub>	IV <sub>13</sub> B <sub>1</sub>	IV <sub>11</sub> B <sub>2</sub>
岩性	玄武岩				玄武岩				细碧岩				细碧岩	玄武粗安岩	安山岩	流纹岩
SiO <sub>2</sub>	47.88	47.66	47.00	50.1	37.98	47.26	47.34	48.44	46.98	49.28	48.68	50.16	52.32	55.28	59.88	71.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.39	14.56	17.78	13.36	10.84	16.00	15.17	16.39	13.33	13.73	13.58	13.89	14.76	19.32	15.35	11.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.06	5.37	3.32	4.4	6.14	4.47	3.44	3.06	8.96	7.85	8.79	7.81	3.64	5.47	2.84	2.23
FeO	3.1	1.03	4.73	2.73	10.23	7.05	7.47	7.45	6.71	6.81	6.13	5.34	4.12	1.9	3.04	4.71
MgO	4.06	3.31	7.25	2.81	6.57	6.1	5.65	6.65	8.7	8.25	7.7	7.55	5.9	2.54	3.68	1.28
CaO	7.85	8.2	4.3	7.55	9.4	7.33	7.69	7.43	8.44	4.53	7.96	7.61	8.55	5.61	5.22	1.95
Na <sub>2</sub> O	4.97	4.64	4.73	3.2	1.53	4.2	4.74	4.47	1.12	3.69	2.16	2.92	2.88	2.83	5.00	2.31
K <sub>2</sub> O	2.26	2.39	1.9	3.84	0.25	0.48	1.02	0.36	0.57	0.58	0.48	0.75	0.04	3.88	0.67	2.96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.47	0.41	0.51	0.72	2.55	0.31	0.49	0.35	0.12	0.15	0.14	0.1	0.18	0.11	0.11	0.22
MnO	0.16	0.16	0.12	0.15	0.18	0.15	0.15	0.16	0.12	0.085	0.094	0.11	0.14	0.079	0.11	0.13
TiO <sub>2</sub>	1.91	1.07	1.37	1.91	2.17	1.53	1.79	1.6	1.81	1.66	1.73	1.08	0.69	0.81	0.57	0.54
LOI	8.58	10.5	7.49	8.57	10.75	5.42	5.17	4.27	3.53	3.31	3.29	3.37	6.8	2.84	3.43	1.35
总和	99.69	99.3	100.5	99.34	99.34	100.3	100.12	100.63	100.39	99.93	100.73	100.69	100.02	100.67	99.9	100.08
Cr	125.26	234.35	170.19	82.54	260.95	198.48	209.2	327.42	152.85	139.06	213.42	275.99	441.51	194.3	181.93	81.96
Ni	46.04	410.04	91.55	23.16	223.01	90.1	58.96	102.16	68.35	56.54	83.37	86.07	160.81	20.69	32.02	4.72
Rb	16.51	19.24	17.33	29.43	4.36	8.15	14.26	8.79	9.45	8.41	9.44	9.82	1.82	143.73	10.2	49.55
Sr	448.85	228.35	296.07	350.57	1833.3	490.31	912.54	580.32	418.29	136.98	386.62	340.71	967.05	380.55	329.93	427.82
Y	20.04	16.52	18.04	29.12	23.74	15.56	15.85	12.76	24.16	20.15	21.09	18.04	16.08	21.41	29.13	29.51
Zr	181.39	98.05	122.84	235.31	268.35	104.06	107.98	88.88	104.84	98.7	129.64	65.12	84.98	147.01	102.77	272.25
Nb	26.52	14.73	13.2	35.22	74.33	14.66	23.49	19.98	8.32	8.14	7.58	5.69	6.16	11.59	6.06	9.57
Cs	0.61	1.43	0.5	0.94	0.34	0.95	0.21	9.2	0.71	0.66	0.26	0.4	0.18	2.05	0.24	0.45
Ba	1092.1	2493.4	1769.2	7741.5	205.21	334.49	1477.8	319.16	209.41	220.19	391.81	404.06	67.87	971.89	278.88	2531.6
La	247.77	16.45	24.47	41.91	180.52	17.12	21.04	15.18	11.27	10.65	9.27	11.14	22.55	27.62	27.29	37.52
Ce	52.64	33.06	47.26	89.1	367.86	35.61	41.63	31.24	25.9	24.54	21.02	21.14	40.72	53.43	44.83	74.59
Pr	6.44	4.07	6.04	10.03	41.53	4.1	4.87	3.73	3.29	2.97	2.67	2.52	4.24	5.77	5.56	7.94
Nd	26.3	17.34	25.8	41.44	179.1	17.97	20.87	16.04	14.93	13.46	12.41	12.02	16.93	23.99	21.48	32.11
Sm	5.32	3.69	5.97	9.04	30.76	3.88	4.64	3.41	4.2	3.41	3.18	2.85	3.64	5.25	4.09	7.31
Eu	2.07	1.66	2.12	4.06	8.5	1.6	1.97	1.33	1.33	1.09	1.37	1.17	1.24	1.29	0.97	2.71
Gd	6.01	4.78	5.73	9.4	26.46	4.53	4.97	4.09	4.77	3.89	3.98	3.61	4.09	5.38	5.4	7.28
Tb	0.78	0.6	0.73	1.18	2.4	0.56	0.64	0.51	0.72	0.67	0.6	0.55	0.54	0.75	0.66	1.01
Dy	3.85	2.61	3.18	4.93	6.77	2.95	3.00	2.54	3.95	3.63	3.61	2.98	3.11	4.16	4.15	4.9
Ho	0.65	0.55	0.55	0.9	0.81	0.53	0.53	0.48	0.83	0.73	0.76	0.62	0.5	0.84	0.89	0.94
Er	1.72	1.24	1.35	2.24	1.72	1.38	1.33	1.02	2.05	2.02	1.94	1.16	1.64	2.00	2.41	2.59
Tm	0.26	0.22	0.2	0.37	0.18	0.2	0.22	0.2	0.36	0.28	0.26	0.25	0.26	0.28	0.35	0.45
Yb	1.7	1.12	1.01	1.63	0.85	1.05	0.91	0.85	1.62	1.45	1.62	1.43	1.49	1.68	2.08	2.12
Lu	0.2	0.16	0.16	0.28	0.08	0.19	0.19	0.14	0.23	0.2	0.24	0.25	0.18	0.29	0.3	0.33
Hf	5.58	2.48	2.77	5.57	5.27	3.12	1.99	1.66	3.22	2.8	3.54	2.2	1.37	3.5	2.86	5.72
Ta	2.09	0.89	1.25	2.44	4.17	1.02	1.16	0.88	0.73	0.66	0.45	0.41	0.25	0.93	0.43	0.45
Th	2.22	1.31	1.88	3.31	6.76	1.56	1.49	1.07	1.08	0.99	0.79	0.74	2.25	7.04	4.03	4.14
U	1.55	2.16	0.56	1.49	3.02	0.44	0.38	0.31	0.4	0.4	0.48	3.9	0.61	0.74	0.7	1.18
Sn	1.9	1.15	1.4	1.65	3.27	1.33	1.44	1.19	1.7	0.78	0.88	1.09	1.01	1.91	1.15	1.12
Pb	3.52	2.57	2.72	2.69	6.69	5.74	4.05	3.19	7.37	3.25	7.36	18.02	13.21	12.9	19.94	5.13
Bi	0.02	0.07	0.02	0.07	0.07	0.07	0.04	0.05	0.06	0.05	0.04	0.13	0.13	0.08	0.07	0.06
系列	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB	AB	TH	TH	TH	TH	CAB	AB	CAB	CAB

注: AB为碱性玄武岩系列; TH为拉斑玄武岩系列; CAB为钙碱性玄武岩系列。

属亚碱性系列的样品, 又根据  $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^* / \text{MgO}$  划分为拉斑玄武岩系列与钙碱性系列(图 3)<sup>[6]</sup>。按照这种分类结果, 西山布拉克组和水泉组火山岩全部属碱性玄武岩系列。扎摩克提组火山岩以碱性玄武岩系列为主, 拉斑玄武岩为辅。贝义西组共有 6 件基性火山岩样品, 其中 5 件属碱性玄武岩系列, 另一件(IV<sub>7</sub>B<sub>1</sub>) 属钙碱性系列。考虑到 IV<sub>7</sub>B<sub>1</sub> 样品的  $\text{K}_2\text{O}$  含量明显地受到风化淋滤作用而贫化, 影响了岩石化学分类, 推测这件样品也应属碱性玄武岩系列。根据 Wright<sup>[7]</sup> 的碱度率法划分了中酸性火山岩的岩石化学系列, 在 14 件样品中有 4 件属钙碱性系列, 10 件属碱性系列。

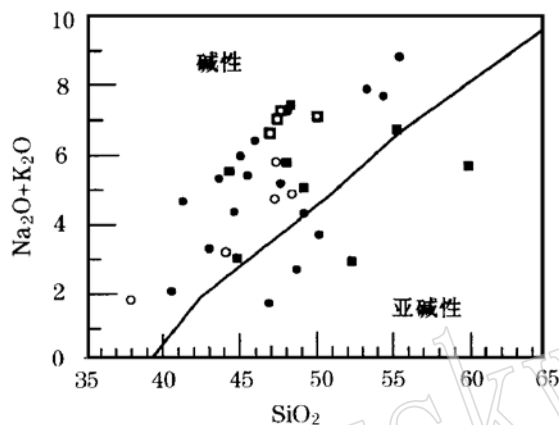
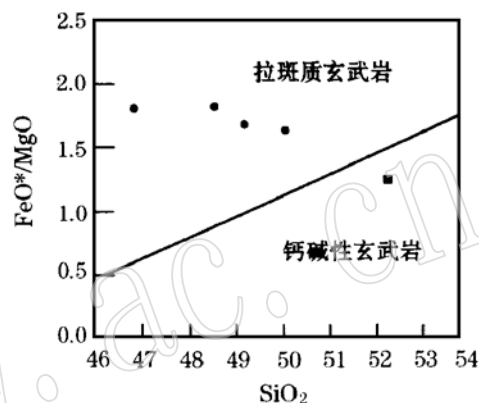


图 2 硅-碱图

Fig. 2 Silica-alkali diagram

□—西山布拉克组; ○—水泉组; ●—扎摩克提组;  
■—贝义西组

图 3  $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^* / \text{MgO}$  图Fig. 3  $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^* / \text{MgO}$  diagram

(图例同图 2)

综上所述, 西山布拉克组与水泉组火山岩均属于碱性玄武岩; 扎摩克提组以碱性玄武岩和拉斑玄武岩并存为特征, 并且以碱性玄武岩为主; 贝义西组火山岩共有 21 件分析样品, 有 7 件样品  $\text{SiO}_2 < 56\%$ , 12 件样品  $\text{SiO}_2 > 65\%$ , 介于这两者之间的样品只有两件。所以, 贝义西组火山岩具有明显的双峰式火山岩组合特征, 而且以碱性火山岩为主。上述四个组火山岩的岩石化学系列与岩石组合证明, 它们形成于大陆伸展的构造环境中<sup>[8]</sup>。

## 5 稀土元素、微量元素地球化学与构造环境

各种火山岩的稀土元素配分曲线均以显著的轻稀土元素富集为特征(图 4), 而且显示了从 La 至 Lu 丰度的递减。无论是就配分曲线形态而论, 还是就元素丰度而论, 它们都与大陆内部以  $\text{Na}_2\text{O}$  含量高于  $\text{K}_2\text{O}$  含量为特征的碱性玄武岩的普遍特征相符<sup>[9]</sup>。除了受到风化淋滤作用影响的样品(XX<sub>18</sub>B<sub>1</sub>、JV<sub>7</sub>B<sub>1</sub>) 之外, 各种火山岩的微量元素配分曲线均表现为板内玄武岩的大隆起特征(图 5)<sup>[14]</sup>。它们以普遍缺乏 Ta、Nb 和  $\text{TiO}_2$  贫化而有别于板块汇聚边缘玄武岩的地球化学特征<sup>[11]</sup>。高度不相容元素(Rb、Ba、Th、U) 的显著富集以及 Y、Yb 等适度相容元素的明显贫化, 也有别于 E 型洋中脊玄武岩<sup>[12]</sup>。

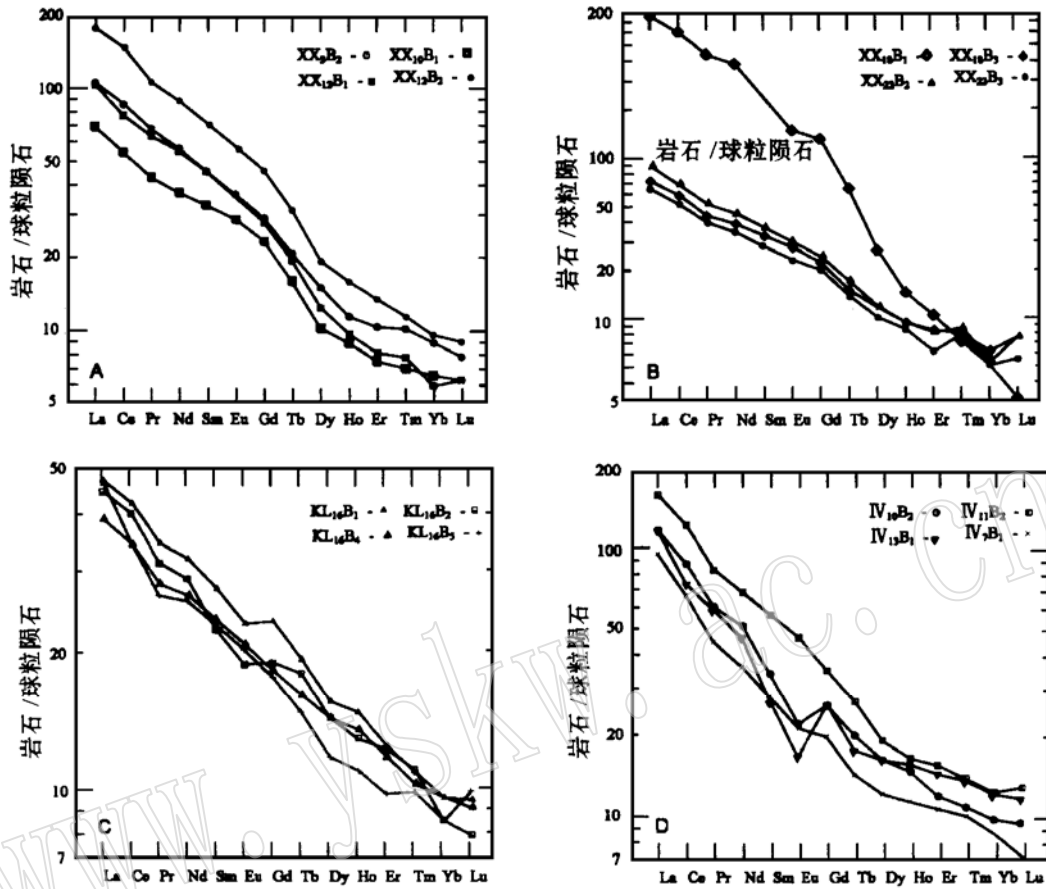


图4 球粒陨石标准化的稀土元素配分曲线图

Fig. 4 Chondrite-normalized REE distribution patterns

A—西山布拉克组; B—水泉组; C—扎摩克提组; D—贝义西组

## 6 岩浆过程对化学组分的控制作用

### 6.1 分离结晶作用与堆晶作用

在四个组的火山岩中,只有扎摩克提组的两件细碧岩有弱的负铕异常,贝义西组的玄武粗安岩和安山岩有明显的负铕异常,证明它们经历了不同程度的斜长石分离结晶作用。与负铕异常相对应,玄武粗安岩、安山岩和 KL<sub>16</sub>B<sub>2</sub> 细碧岩的 Sr 丰度有不同程度的降低,也应当与斜长石的分离结晶作用有关。在表 1 和表 2 中,共有 7 件分析样品的 SiO<sub>2</sub> < 45%,属超基性岩。其中 5 件样品(表 1 中 XX<sub>18</sub>B<sub>1</sub>、表 2 中 7、11、12、15)的 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO 介于 14.3%~18.83% 之间,而 MgO 含量介于 4.9%~7.97% 之间,表现了明显的富铁而镁含量正常,意味着这些样品的 SiO<sub>2</sub> 不饱和不是橄榄石堆晶作用所致。水泉组 XX<sub>18</sub>B<sub>1</sub> 样品的 Ni 丰度并没有显著升高,也证明没有明显的橄榄石堆晶作用。与此相对应,表 2 中的 1 号和 6 号样品的 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO 介于 10.62%~9.88% 之间,而 MgO 含量介于 13.25%~10.21% 之间,铁含量正常,而镁含量偏高,有可能发生了一定数量的橄榄石堆晶作用。

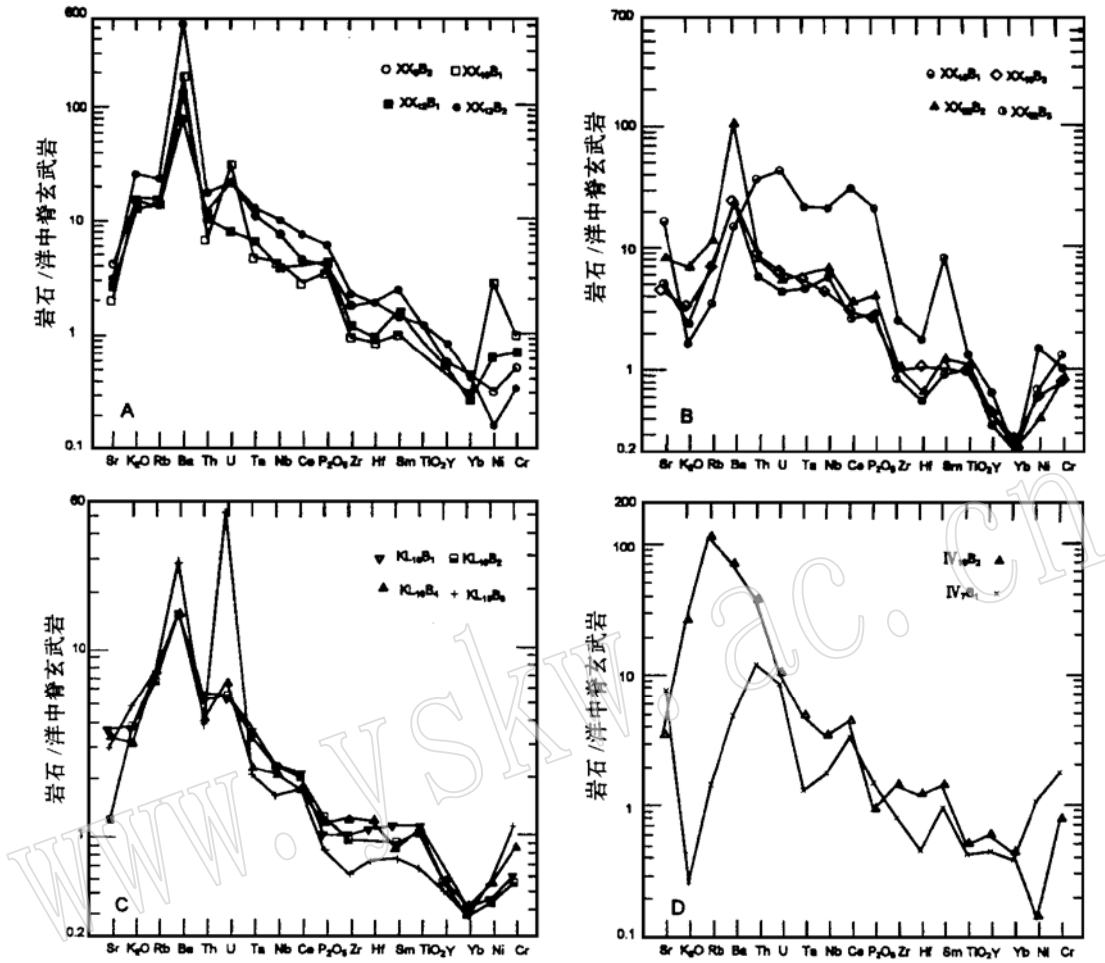


图 5 洋中脊玄武岩标准化的多元素配分曲线图

Fig. 5 MORB-normalized multi\_element distribution patterns

A—西山布拉克组; B—水泉组; C—扎摩克提组; D—贝义西组

### 6.2 熔融程度

在各种地幔橄榄岩的熔融过程中,作为一种普遍规律,当熔融程度很低时,所生成的岩浆具有 SiO<sub>2</sub> 含量低和不饱和的特征,相应地,岩浆中富集不相容元素并贫相容元素。随着熔融程度的逐步提高,岩浆中 SiO<sub>2</sub> 含量及饱和度增加,不相容元素丰度降低,而相容元素的丰度升高,不相容元素与相容元素的比值也随之而降低。在表 1 中,扎摩克提组 4 件细碧岩均属拉斑玄武岩系列,属 SiO<sub>2</sub> 饱和的岩石,它们的 MgO 含量也普遍高于其他各组火山岩。相应地,扎摩克提组细碧岩的轻稀土(La)、中稀土(Gd)、Sr、Th、Nb、Ta、Ba 等不相容元素普遍偏低(图 6),意味着地幔源区的熔融程度较高。反之,西山布拉克组和水泉组火山岩的 La、Ga、Th、Ba、Nb 和 Ta 等不相容元素丰度普遍高于扎摩克提组,意味着它们的地幔源区熔融程度较低。

表 2 火山岩岩石化学组成(%)  
Table 2 Petrochemical composition of volcanic rocks

样品	喷发期	岩石名称	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	合计	系列
1	扎摩克提火山喷发期	玄武岩	40.54	1.54	12.03	1.47	9.15	0.15	13.25	6.48	1.78	0.28	0.24	12.63	99.54	AB
2		玄武岩	53.35	0.88	17.35	1.89	5.02	0.11	2.45	6.12	5.3	2.56	0.26	4.01	99.3	AB
3		玄武岩	47.74	2.29	13.87	1.58	8	0.25	5.51	6.64	4.72	0.42	0.33	7.15	98.5	AB
4		玄武岩	48.09	1.9	19.49	0.98	9.9	0.1	3.39	3.79	6.86	0.4	0.47	5	100.31	AB
5		辉绿岩	54.48	0.66	17.87	2.99	4.1	0.1	2.4	6.36	5.22	2.44	0.27	2.91	99.8	AB
6		辉绿岩	43.03	2.07	13.13	1.58	8.3	0.14	10.21	6.72	2.8	0.46	0.34	10.64	99.42	AB
7		玄武岩	43.64	2.78	14.75	15.53	3.3	0.26	4.9	5.33	4.46	0.8	0.53	3.42	99.7	AB
8		玄武岩	45.08	2.84	15.28	9.38	4.85	0.28	6.84	3.45	5.26	0.68	0.52	4.5	98.96	AB
9		玄武岩	46.11	3	14.75	13.08	3.13	0.22	4.41	4.46	5.66	0.68	0.55	3.73	99.78	AB
10		玄武岩	55.52	2.06	16.96	9.13	0.95	0.05	0.47	3.9	8.38	0.4	0.48	1.64	99.94	AB
11		玄武岩	41.33	2.96	15.21	5.4	9.08	0.2	6.22	5.35	4.22	0.4	0.6	7.94	98.91	AB
12	贝义西山火山喷发期	玄武岩	44.31	4.03	16.27	1.14	13.16	0.25	6.98	4.58	3.88	1.64	1.12	2.27	99.63	AB
13		玄武岩	49.16	3.82	15.44	1.28	9.38	0.14	5.58	6.37	4.56	0.44	1.05	2.02	99.24	AB
14		辉石玄武岩	48.05	1.24	15.9	4.82	5.2	0.25	7.28	8.11	2.4	3.32	0.22	2.33	99.12	AB
15		辉绿岩	44.78	3.82	15.66	0.95	13.56	0.18	7.97	4.81	1.88	1.1	1	2.65	98.36	AB
16		粗面英安岩	65.43	0.56	15.94	1.24	3.55	0.07	1.15	1.42	4.03	3.26	0.17	2.19	99.01	AB
17		英安岩	66.3	0.71	12.43	7.05	2.15	0.1	0.49	2.41	4.1	2.6	0.32	0.92	99.58	AB
18		流纹岩	71.15	0.35	12.98	3.25	1.88	0.06	0.12	1.6	4.68	3.74	0.124	0.41	100.344	AB
19		流纹岩	70.49	0.48	14.83	0.88	1.68	0.05	0.88	0.65	4.84	3.32	0.03	1.47	99.6	AB
20		粗面岩	65.07	0.6	13.54	4.44	3.22	0.08	0.33	2.54	4.54	4.24	0.45	1.01	100.06	AB
21		熔结凝灰岩	69.48	0.45	12.15	1.78	0.86	0.13	0.54	3.6	5.2	1.13	0.08	3.52	98.92	CAB
22		流纹岩	74.59	0.2	13.15	0.14	1.12	0.03	0.4	0.47	4.5	4.6	0.01	0.1	99.31	AB
23		流纹岩	77.61	0.16	11.65	0.32	0.61	0.03	0	1.9	3.46	3.32	0.02	0.51	99.59	CAB
24		流纹岩	75.83	0.17	11.87	0.49	1	0.03	0.48	0.52	3.26	5.28	0.03	0.29	99.25	AB
25		粗面岩	71.29	0.43	13.43	1.54	1.42	0.06	0.6	1.27	3.96	4.11	0.02	1.13	99.26	AB
26		粗面岩	71.53	0.47	13.94	1.25	1.34	0.06	0.06	1.04	4.45	4.7	0.04	0.5	99.38	AB
27		玄武岩	48.26	1.28	16.11	9.19	0.93	0.13	4.46	4.9	5.5	1.85	0.47	6.21	99.29	AB
28		粗面岩	63.47	0.34	15.55	3.12	2.85	0.03	0.76	1.71	4.62	5.66	0.1	1.68	99.89	AB

注:本表中 1~ 26 引自参考文献[3]; 27~ 28 引自阔克苏幅(1/20)区调报告。

在图 5 中,西山布拉克组与水泉组火山岩都有明显的 Zr-Hf 负异常,意味着在生成这些岩浆时,锆石主要是作为残留矿物存在于源区的残余物中。而扎摩克提组和贝义西山组火山岩则与之相反,基本不具 Zr-Hf 负异常,说明大部分锆石都已进入岩浆,而不是作为残留矿物存在。这就从一个侧面证明,生成西山布拉克组与水泉组火山岩岩浆时,地幔源区的熔融程度较低,而生成扎摩克提组和贝义西山组火山岩岩浆时(仅指表 1 中的样品),地幔源区的熔融程度较高。

前已述及, SiO<sub>2</sub>< 45%、富铁而镁含量正常的火山岩不能用橄榄石的堆晶作用来解释。在贫水条件下的熔融实验证明,压力与熔融程度的变化会在一定程度上改变岩浆的 SiO<sub>2</sub> 含量或饱和度,但不会达到本区火山岩这样大的范围(37%~ 56%)。在压力达到 3.5GPa 的

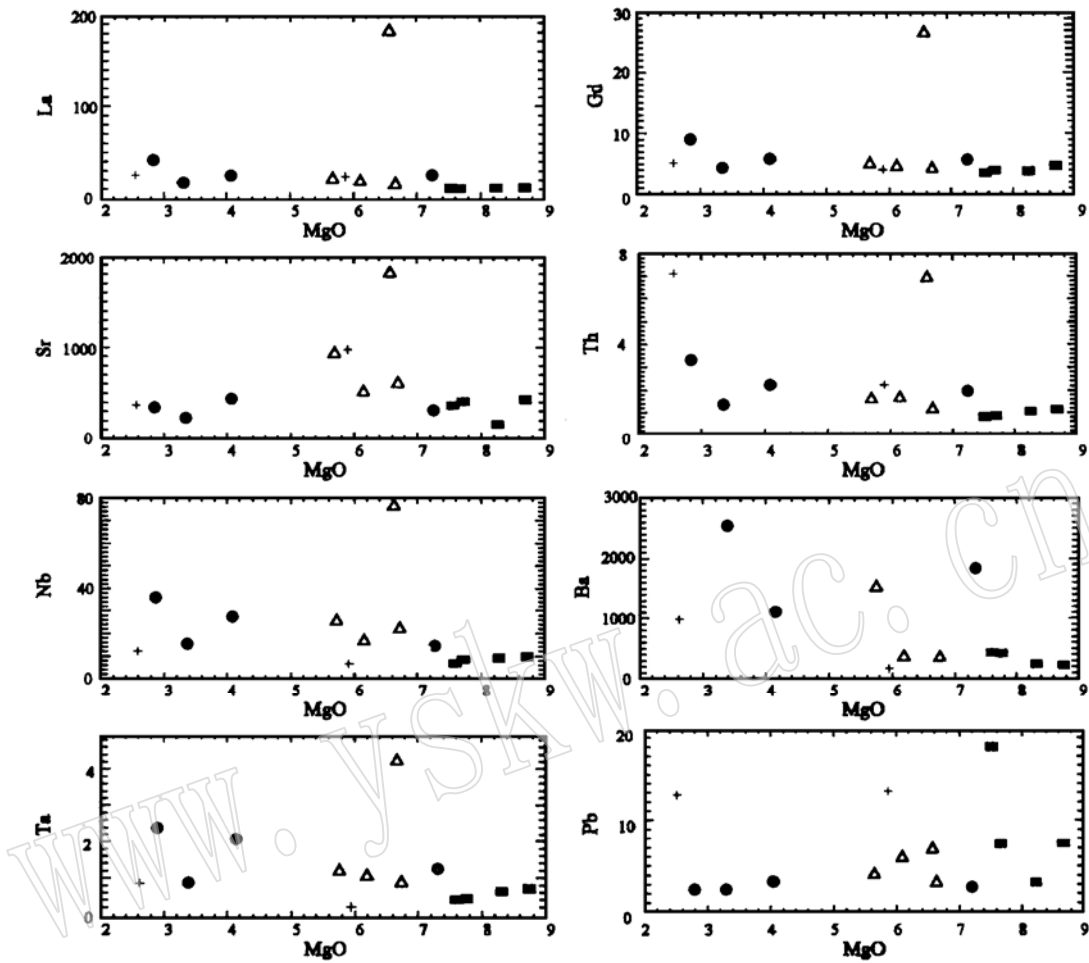


图 6 MgO- 微量元素丰度度图

Fig. 6 MgO- trace element abundance diagram

●—西山布拉克组; △—水泉组; ■—扎摩克提组; + —贝义西组

熔融实验中, 获得的最低  $\text{SiO}_2$  含量是 46%<sup>[13, 14]</sup>。然而, 在饱和  $\text{H}_2\text{O}$  与  $\text{CO}_2$ , 而且具有高  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  比值条件下的熔融作用就会生成高度不饱和  $\text{SiO}_2$  的岩浆<sup>[15, 16]</sup>。水泉组  $\text{XX}_{18}\text{B}_1$  样品的轻稀土元素、中稀土元素 Sr、Th、Nb、Ta 等不相容元素丰度远远高于其他火山岩(图 4.5.6), 有可能是在富挥发分的条件下低度熔融的产物。推测其他  $\text{SiO}_2 < 45\%$ 、且以富铁为特征的火山岩也是在类似的条件下生成的。作为一种佐证, 这些样品的  $\text{P}_2\text{O}_5$  含量普遍较高, 介于 0.53% ~ 2.55% 之间。而  $\text{SiO}_2 < 45\%$ 、且富镁的两件样品,  $\text{P}_2\text{O}_5$  含量分别是 0.24% 和 0.34%。

## 7 地幔源区组成特征

大陆岩石圈地幔主要由尖晶石二辉橄榄岩和石榴石二辉橄榄岩组成。在尖晶石二辉橄



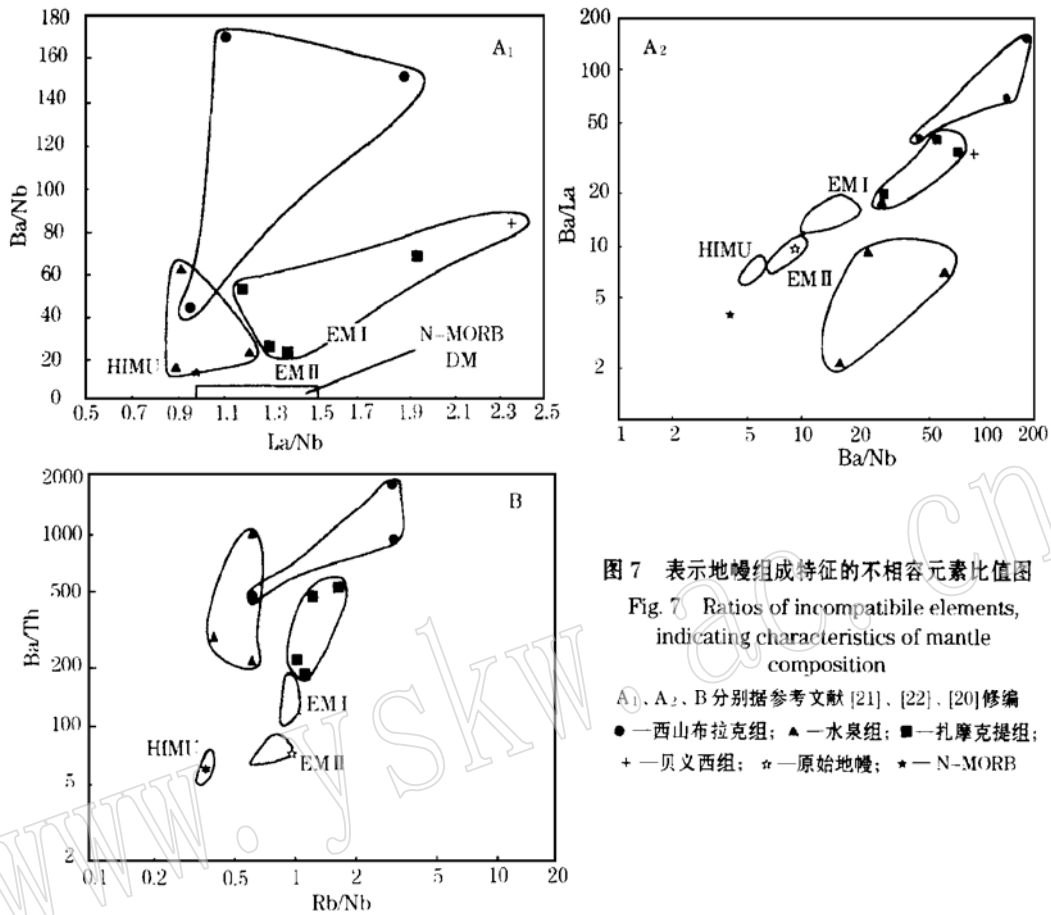


图7 表示地幔组成特征的不相容元素比值图

Fig. 7 Ratios of incompatible elements, indicating characteristics of mantle composition

A<sub>1</sub>、A<sub>2</sub>、B 分别据参考文献 [21]、[22]、[20] 修编  
 ●—西山布拉克组；▲—水泉组；■—扎摩克提组；  
 +—贝义西组；☆—原始地幔；★—N-MORB

榄岩中,由于主要矿物相对重稀土元素均没有很高的分配系数,所以,重稀土元素分散在主要造岩矿物和副矿物中。由尖晶石二辉橄榄岩部分熔融生成的岩浆往往具有重稀土元素相对平坦的稀土元素配分曲线型态。在石榴石二辉橄榄岩中,石榴石和锆石对重稀土元素均有很高的分配系数。但由于锆石的数量甚少,重稀土元素的地球化学学习性主要受石榴石的行为控制。当熔融程度比较低时,由于大部分石榴石残留在源区中,所生成的岩浆往往具有稀土元素显著分馏,尤其是重稀土元素显著分馏的特征<sup>[17]</sup>。尽管存在一定差别,本区各组火山岩均以稀土元素显著分馏,尤其是重稀土元素显著分馏为基本特征,意味着它们都是源自于石榴石二辉橄榄岩。

如果某些元素在主要的地幔矿物相中是高度不相容的,或者,它们具有相似的总分配系数,那么,这些元素的比值就不受部分熔融程度和结晶过程制约,至少是不受这些岩浆过程的严重影响。因此,这些元素的比值能够像 Sr、Nd、Pb 同位素那样揭示源区的组成特征<sup>[18,19]</sup>。在图7中四个组火山岩全部源自于富集型地幔源区,而且,明显表现了EMI型地幔的地球化学特征<sup>[20]</sup>,意味着该地幔源区曾被古老沉积物混染。这种古老沉积物以大离子亲石元素(LILE)/高场强元素(HFSE)、轻稀土元素(LREE)/高场强元素、Ba/Th、Ba/La和Ba/Nb比值高为特征。相对而言,水泉组火山岩的地幔源区受这种古老沉积物的混染程度要轻一些,因此,La/Nb和Ba/La比值接近于原始地幔。

## 8 结论

现对本区火山岩的基本认识总结如下:

(1) 西山布拉克组和水泉组火山岩仅限于碱性玄武岩系列; 扎摩克提组火山岩以碱性玄武岩和拉斑玄武岩并存为特征; 贝义西组火山岩具有双峰式组合特征。这种岩石化学系列、岩石组合以及它们的产出环境, 意味着这些火山岩形成于大陆伸展的构造环境中。

(2) 这些火山岩均具有大陆内部以  $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$  为特征的碱性玄武岩的稀土元素丰度和配分曲线形态以及板内玄武岩的大隆起型多元素配分曲线形态。

(3) 分离结晶作用和堆晶作用, 尤其是部分熔融程度的差异, 导致了这些火山岩在主元素、稀土元素和微量元素丰度方面的差异。

(4) 这些火山岩全部源自于大陆岩石圈的石榴石二辉橄榄岩。其源区具有 EMI 型富集型地幔的地球化学特征。

### 参 考 文 献

- 1 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1993, 8~ 15.
- 2 新疆石油管理局南疆石油勘探公司, 滇黔桂石油勘探局石油地质科学研究所. 塔里木盆地震旦纪至二叠纪地层古生物 (1), 库鲁克塔格地区分册. 南京大学出版社, 1990, 1~ 40.
- 3 高振家, 王务严, 彭昌文等. 新疆震旦系 (新疆地层总结之一). 新疆人民出版社, 1985, 108~ 129.
- 4 Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A, et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 1986, 27: 745~ 750.
- 5 Irvine T N. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *J. Earth Sci.*, 1971, 8: 523~ 548.
- 6 Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 1974, 27: 321~ 355.
- 7 Wright J B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, 1969, 106: 370 ~ 384.
- 8 从柏林. 岩浆活动与火成岩组合. 北京: 地质出版社, 1979, 254~ 258, 291~ 294.
- 9 Hendercon P. Rare earth element geochemistry. *Elevier*, 1984, 237~ 267.
- 10 王仁民, 贺高品, 陈珍珍等. 变质岩原岩图解判别法. 北京: 地质出版社, 1986, 54~ 58.
- 11 Box S E. Introduction to special section on alkaline arc magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94: 44, 67~ 68.
- 12 Brown J W, White R S. Variation with spreading rate of oceanic crustal thickness and geochemistry. *Earth Planet Sci. Lett.*, 1994, 121: 435~ 449.
- 13 Falloon T J, Green D H. Anhydrous partial melting of peridotite from 8 to 35 kb and the Petrogenesis. MORB. *Journal of Petrology*, special lithosphere Issue, 1988, 279~ 414.
- 14 Falloon T J, Hatlon C J, Harris K L. Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2~ 30 kb and application to mafic volcanic petrogenesis. *Journal of Petrology*, 1988, 29: 1257~ 82.
- 15 Breg G. Origin of olivine-melilitite: chemical and experimental constraints. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1978, 3: 61~ 88.
- 16 La Bas M J. Are olivine-poor nephelinites primary melt product from the mantle? *Bull. Volcanol*, 1978, 41: 463~ 465.
- 17 Lin P N, Stern R J. Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc 2. Large ion lithophile and rare earth element abundance evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arc. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94: 4497~ 4515.
- 18 Hofmann A W, Jochum K P, Sufek M, et al. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution.

- Earth Planet Sci. Lett., 1986, 79: 33~ 45.
- 19 McDonough W F. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. Earth Planet Sci. Lett., 1990, 101: 1~ 18.
- 20 Wearer B L. The origin of oceanic island basalt end- member compositions: trace element and isotopic constraints. Earth Planet. Sci. Lett., 1991, 104: 381~ 397.
- 21 Fodor R V, Mukasa B S, Sial A N. Isotopic and trace\_element indications of lithospheric and asthenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil. Lithos, 1998, 43: 197~ 217.
- 22 Hoernle K A J, Hans-ul rich schmincke. The role of partial melting in the 15 Ma geochemical evolution of Gran Canaria: A blob model for the Canary hotspot. Journal of Petrology, 1993, 34: 599~ 626.

## Petrology, Geochemistry, Magmatic Process and Source Composition of Sinian– Cambrian Volcanic Rocks in Kuruktag Area

Jiang Changyi    Bai Kaiyin    Hei Aizhi    Zhao Xiaoning    Zhang Hongbo  
(Xí'an Engineering College, Xí'an 710054)

**Key words:** volcanic rocks; petrology; geochemistry; tectonic environment; magmatic process; mantle source

### Abstract

There exist four layers of volcanic rocks in Sinian and Cambrian strata of Kuruktag area, Xinjiang. They occur in Early Sinian Beiyixi Formation, Late Sinian Zhamoketi Formation and Shuiquan Formation as well as Early Cambrian Xishanbulake Formation respectively. Volcanic rocks of Xishanbulake Formation and Shuiquan Formation are of alkali basalt series, those of Zhamoketi Formation are of alkali basalt series and tholeiite series, and those of Beiyixi Formation are obviously characterized by bimodal assemblage and mostly belong to alkali volcanic rocks. Their multi\_element distribution patterns show continental tumescence characteristics of intraplate basalt. Fractional crystallization of plagioclase led to the existence of negative Eu\_anomalies in some volcanic rocks, while the cumulation of olivine resulted in the high MgO and low SiO<sub>2</sub> content of some volcanic rocks. The SiO<sub>2</sub> saturability of volcanic rocks of Xishanbulake Formation and Shuiquan Formation is lower than that of tholeiite of Zhamoketi Formation. Correspondingly, the abundances of incompatible elements in the first two formations is higher than those in the last formation, and the differences can be attributed to the different degrees of partial melting. The intense fractionation of REE and the obvious depletion of HREE suggest that these volcanic rocks were derived from garnet lherzolite of the mantle in the continental lithosphere. The Ba/Nb, La/Nb, Ba/La, Ba/Th and Rb/Nb ratios demonstrate that these volcanic rocks were exclusively derived from the enriched mantle, mainly the EMI type mantle.